

AVALIAÇÃO DO BALANÇO HÍDRICO NO SOLO PELO MODELO TOPMODEL APLICADO À BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO JOÃO GUALBERTO, FLORIANÓPOLIS - SC.

Rita Duzzo Grohs

Rita Duzzo Grohs

**AVALIAÇÃO DO BALANÇO HÍDRICO NO SOLO PELO
MODELO TOPMODEL APLICADO À BACIA HIDROGRÁFICA
DO RIO JOÃO GUALBERTO, FLORIANÓPOLIS - SC.**

Trabalho apresentado à Universidade
Federal de Santa Catarina para a
Conclusão do Curso de Graduação em
Engenharia Sanitária e Ambiental
Orientador: Prof. Dr. Fábio Farias Pereira
Coorientador: Prof. Dr. Davide Franco

Florianópolis
2016

**Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária
da UFSC.**

Grohs, Rita Duzzo

Avaliação do balanço hídrico no solo pelo modelo TOPMODEL na bacia do rio João Gualberto, Florianópolis - SC / Rita Duzzo Grohs ; orientador, Fábio Farias Pereira ; coorientador, Davide Franco. - Florianópolis, SC, 2016.
69 p.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação) - Universidade Federal de Santa Catarina, Centro Tecnológico. Graduação em Engenharia Sanitária e Ambiental.

Inclui referências

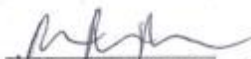
1. Engenharia Sanitária e Ambiental. 2. Índice topográfico. 3. TOPMODEL. 4. Modelagem hidrológica. 5. Lagoa da Conceição. I. Farias Pereira, Fábio. II. Franco, Davide. III. Universidade Federal de Santa Catarina. Graduação em Engenharia Sanitária e Ambiental.

Rita Duzzo Grohs

**AVALIAÇÃO DO BALANÇO HÍDRICO NO SOLO PELO
MODELO TOPMODEL APLICADO À BACIA HIDROGRÁFICA
DO RIO JOÃO GUALBERTO, FLORIANÓPOLIS - SC.**


Este trabalho de conclusão de curso foi julgado adequado para
obtenção do Título de engenheira sanitarista e ambiental, e aprovada em
sua forma final pelo Departamento de Engenharia Sanitária e Ambiental

Florianópolis, 13 de julho de 2016.



Prof. Fábio Farias Pereira, Dr.
Orientador

Universidade Federal de Santa Catarina



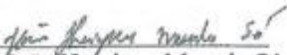
Prof. Davide Franco, Dr.
Orientador

Universidade Federal de Santa Catarina

Banca Examinadora:



Prof.ª Nadia Bernardi Bonumá, Dr.ª
Universidade Federal de Santa Catarina



MSc. João Henrique Macedo Sá
Universidade Federal de Santa Catarina

AGRADECIMENTOS

Aos meus pais e irmã, por serem meus maiores incentivadores sem precisarem dizer nada. Agradeço todo o apoio, em todos os aspectos, que eu sempre recebi de vocês. O amor que vocês me dão é o que me faz ser tão feliz.

Ao Professor Fábio Farias Pereira, pelas incansáveis horas compartilhando seu conhecimento comigo, esclarecendo dúvidas e me incentivando. Obrigada por ser essa pessoa alto astral e por ter acreditado em mim.

Ao Professor Davide Franco, pelas conversas, ensinamentos e confiança depositada.

À Professora Nadia Bernardi Bonumá e ao doutorando João Henrique Sá, membros da banca, pelas considerações em relação a este trabalho.

À Ana Carolina Moreira, mestranda da geociências da UFSC, por ter cedido os dados de precipitação e por ter sido sempre muito atenciosa comigo.

Ao pessoal do LaHiMar e do LabHidro pelas conversas, conhecimento compartilhado, chimarrões e por estarem ao meu lado nesse momento de conclusão de curso.

Aos meus amigos que sempre estiveram comigo, longe ou perto, me dando força, compartilhando momentos divertidíssimos e outros nem tanto.

À Universidade Federal de Santa Catarina por ter sido minha segunda casa por alguns anos.

RESUMO

Neste trabalho foi avaliado o balanço hídrico no solo feito pelo modelo TOPMODEL aplicado à bacia hidrográfica do rio João Gualberto. Esta bacia fica localizada na parte norte de Florianópolis (SC) e representa o maior aporte hidrológico para a Lagoa da Conceição. A Lagoa da Conceição é importante fonte de renda, recreação, transporte e turismo para Florianópolis. O TOPMODEL (*TOPOgraphic based hydrological MODEL*) considera a topografia da bacia, com o uso do índice topográfico, como fator principal na geração de escoamento. Foram criados cenários de diferentes relevos para estudar o papel do índice topográfico no balanço hídrico no solo. O modelo foi calibrado para um evento de 43 horas, sendo 11 horas consecutivas de chuva que somaram um total de 42 mm. Os parâmetros foram estimados dentro dos intervalos sugeridos em literatura, testando a eficiência do ajuste entre vazões observadas e simuladas usando Nash-Sutcliffe, e buscando uma menor diferença entre os volumes observados e simulados. O modelo simulou melhor a parte oeste da bacia do rio João Gualberto, com o relevo mais acidentado, onde os índices topográficos representaram bem a rede de drenagem. Para os cenários de relevo, a bacia mais plana gerou maior volume de escoamento superficial e menor volume de escoamento sub-superficial, enquanto que a mais íngreme gerou maior escoamento sub-superficial e menor escoamento superficial. Conclui-se que o TOPMODEL calcula um menor déficit de armazenamento médio para as bacias mais planas, com índices topográficos menores de forma a gerar maior escoamento superficial.

Palavras-chave: Índice topográfico. TOPMODEL. Lagoa da Conceição. Modelagem hidrológica.

ABSTRACT

This study evaluated the water balance in the soil made by the TOPMODEL applied to João Gualberto river basin. This basin is located in the northern part of Florianópolis (SC) and it represents the largest hydrological contribution to the Lagoa da Conceição. The Lagoa da Conceição is an important source of income, recreation, transportation and tourism to Florianópolis. The TOPMODEL (TOPographic based hydrological MODEL) considers the topography of the basin, with the use of topographic index, the main factor in the runoff generation. Scenarios of different slopes were created to study the role of topographic index in the water balance in the soil. The model was calibrated to a 43 hour event, 11 consecutive hours of rain which added a total of 42 mm. The parameters were estimated within the ranges suggested in literature, testing the fit between observed and simulated flows using Nash-Sutcliffe efficiency, and looking for a smaller difference between the observed and simulated volumes. The model simulated better the western part of the João Gualberto river basin, the steepness part, where the topographic indexes represented well the drainage network. For the flat scenario was generated the higher runoff volume and a lower sub-surface runoff volume, while the steeper generated the higher sub-surface runoff volume and the lower sub-surface runoff. The TOPMODEL calculates a lower average storage deficit to flatter basins, with lower topographic indexes to generate more runoff.

Keywords: Topographic index. TOPMODEL. Lagoa da Conceição. Hydrological modelling

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 – Escoamentos superficiais (a) por excesso da capacidade de infiltração do solo (c) por excesso de saturação e (b) escoamento sub-superficial (Fonte: elaborado pela autora).....	4
Figura 2 – Conceitos do TOPMODEL: área de contribuição variável, lençol freático paralelo à superfície e geração de escoamento superficial por excesso de saturação (Fonte: modificado de Beven, 2012).	7
Figura 3 – Representação dos reservatórios e escoamentos do TOPMODEL, (a) escoamento vertical quando o reservatório não está completamente saturado, (b) escoamento superficial com o reservatório completamente saturado (Fonte: elaborado pela autora).....	8
Figura 4 – Algoritmo de direção múltipla do fluxo (Fonte: modificado de Quinn et al., 1991).....	10
Figura 5 – Decaimento da transmissividade do solo (T) com o aumento do déficit de armazenamento (S) (Fonte: modificado de Beven, 2012).10	
Figura 6 – Bacias hidrográficas da Lagoa da Conceição, (a) bacia do rio João Gualberto, (b) Lagoa da Conceição (Fonte: Modificado de Bier, 2005).	17
Figura 7 – Bacia do rio João Gualberto (a) localização e (b) declividade (Fonte: elaborado pela autora).	18
Figura 8 – Rio João Gualberto, olhando para montante (arquivo pessoal).	19
Figura 9 – Datalogger conectado ao painel solar, seção do rio onde se encontra o sensor (a) e coleta de dados (b) (arquivo pessoal).....	21
Figura 10 – Medição de velocidade do Rio João Gualberto, olhando para montante (arquivo pessoal).	22
Figura 11 – Curva-chave do João Gualberto (Fonte: elaborado pela autora, dados de velocidade medidos por Odreski (2012)).	23
Figura 12 – Fluxograma das etapas realizadas no evento de calibração para a simulação com o TOPMODEL (Fonte: modificado de Varella e Campana, 2000).	24
Figura 13 – Áreas acumuladas relativas e canal principal da bacia do rio João Gualberto utilizado para a função de atraso (Fonte: elaborado pela autora).	26
Figura 14 – Pontos de altitude atribuídos para interpolação e superfície gerada (Fonte: elaborado pela autora).....	27
Figura 15 – Distribuição do índice topográfico gerado pelo TOPMODEL para a bacia do rio João Gualberto, com cores claras representando locais mais propensos a saturar (Fonte: elaborado pela autora).	30

Figura 16 – Simulação no TOPMODEL para o evento de calibração no rio João Gualberto (Fonte: elaborado pela autora).	33
Figura 17 – Gráfico da vazão simulada e vazão observada para o evento de calibração no rio João Gualberto (Fonte: elaborado pela autora).	34
Figura 18 – Curva de distribuição acumulativa dos índices topográficos (Fonte: elaborado pela autora).....	38
Figura 19 – Efeito do aumento $\tan\beta$ a uma potência h na rotina de acumulação de água (Fonte: modificado de Quinn et al., 1995).	39

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Parâmetros de entrada do TOPMODEL no R.	16
Tabela 2. Matriz utilizada para o cálculo do atraso do hidrograma para a bacia do rio João Gualberto.....	25
Tabela 3. Cenários de declividade.....	27
Tabela 4. Classes de índices topográficos e suas respectivas áreas.....	29
Tabela 5. Valores dos parâmetros de entrada do TOPMODEL no R....	31
Tabela 6. Índices topográficos dos cenários.....	34
Tabela 7. Velocidade de propagação no canal principal para os cenários.	35
Tabela 8. Volumes gerados por escoamento superficial, sub-superficial e total para os cenários.	36

LISTA DE ABREVIATURAS E SIGLAS

a_i - Área que drena até o ponto por unidade de contorno
CD - Capilaridade do solo
dt - Passo de tempo
Ea - Evapotranspiração
ET₀ - Evapotranspiração potencial
I - Declividade do canal principal
 k_0 - Condutividade hidráulica saturada na superfície
lnTe - Ln de T₀ médio da bacia
 m - Parâmetro que controla a taxa de declínio da transmissividade no perfil do solo
MNT - Modelo numérico do terreno
 n - Coeficiente de Manning
 λ_i - Índice topográfico local
 $\bar{\lambda}$ - Índice topográfico médio para a bacia
qo - Escoamento superficial
qs₀ - Escoamento sub-superficial inicial
qs - Escoamento sub-superficial por unidade de área
qss - Escoamento na zona saturada
qv - Escoamento vertical na zona não saturada
Rh - Raio hidráulico
 \bar{S}_0 - Déficit de armazenamento médio inicial da bacia
 \bar{S} - Déficit de armazenamento médio da bacia
 S_i - Déficit de armazenamento local
Sr_z - Déficit de armazenamento da zona de raízes
Sr_{max} - Déficit máximo de armazenamento da zona de raízes
Sr₀ - Déficit inicial de armazenamento da zona de raízes reservatório
Suz - Reservatório da zona não saturada
T - Transmissividade do solo
T₀ - Transmissividade máxima do solo
TOPMODEL - *TOPographic based hydrological MODEL*
 $\tan\beta_i$ - Declividade local
td - Tempo que a água permanece na zona não saturada por unidade de déficit de armazenamento
UFSC - Universidade Federal de Santa Catarina
vr - Velocidade de propagação no canal principal

SUMÁRIO

1.	INTRODUÇÃO.....	1
1.1.	OBJETIVOS	2
1.1.1.	Objetivo geral	2
1.1.2.	Objetivos específicos	2
2.	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	3
2.1.	ESCOAMENTO SUPERFICIAL E SUB-SUPERFICIAL	3
2.2.	MODELOS HIDROLÓGICOS	4
2.2.1.	Ajuste dos parâmetros.....	5
2.3.	Descrição do modelo TOPMODEL	6
2.3.1.	Índice topográfico.....	9
2.3.2.	Balanço hídrico no solo	12
2.3.3.	Escoamento sub-superficial na zona não saturada	13
2.3.4.	Escoamento sub-superficial na zona saturada.....	13
2.3.5.	Escoamento superficial	14
2.3.6.	Parâmetros de entrada no TOPMODEL	15
3.	MATERIAIS E MÉTODOS.....	17
3.1.	ÁREA DE ESTUDO.....	17
3.2.	DADOS.....	19
3.2.1.	Dados obtidos	19
3.2.2.	Dados calculados	19
3.2.3.	Dados de campo.....	20
3.3.	APLICAÇÃO DO MODELO TOPMODEL	23
3.3.1.	Calibração do modelo	23
3.3.2.	Cenários de diferentes índices topográficos.....	26
4.	RESULTADOS E DISCUSSÃO.....	29
4.1.	CALIBRAÇÃO.....	29
4.2.	ANÁLISE DE SENSIBILIDADE AO RELEVO	34

5.	LIMITAÇÕES DO ESTUDO	41
6.	CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES	43
7.	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	45

1. INTRODUÇÃO

A análise dos fatores que afetam a formação de escoamento em bacias hidrográficas ainda é uma das principais áreas de pesquisa na hidrologia (FRANCHINI et al., 1996). A geração de escoamento superficial ocorre, muitas vezes, quando a chuva excede a capacidade de infiltração do solo, mas também ocorre por excesso de saturação no solo ou quando a água se move temporariamente na camada saturada e retorna à superfície (MAIDMENT, 1993). O escoamento superficial em uma bacia hidrográfica é afetado por diversos fatores, incluindo a distribuição espacial e temporal de chuva, a hidráulica dos canais, a capacidade de armazenamento da bacia, a geologia e características do solo, e as condições e cobertura da superfície da bacia (NRCS, 2007).

Na hidrologia, os estudos sobre o comportamento dos escoamentos e a tentativa de prever vazões para eventos de chuva se dão com a aplicação de modelos chuva-vazão. Modelos podem ser definidos como expressões formais dos elementos essenciais de um problema em termos matemáticos (JORGENSEN & BENDORICCHIO, 2001). Para Beven (2012), o principal motivo de modelar os processos de chuva-vazão deve-se a limitação de técnicas de medição hidrológicas, torna-se necessário, então, extrapolar as medições disponíveis em tempo e espaço.

A aplicação de modelos hidrológicos tem sido utilizada, dentre outras finalidades, para avaliar a disponibilidade hídrica em locais de relevância socioeconômica. Schuol et al. (2008) utilizou o modelo SWAT para avaliar a disponibilidade de água doce na África. No estudo de Hanson et al. (2015), foi desenvolvido e calibrado um modelo 3D e feita uma análise da disponibilidade hídrica com respeito ao atual uso da água e do solo no Vale de Cuyama, Califórnia, uma das regiões mais produtivas agrícolas de Santa Barbara.

Este trabalho visa avaliar o balanço hídrico no solo feito pelo TOPMODEL aplicado à bacia do rio João Gualberto, Florianópolis (SC). Essa bacia é a maior em área pertencente à bacia hidrográfica da Lagoa da Conceição e representa o maior aporte hidrológico para a lagoa. A Lagoa da Conceição, por sua vez, possui uma enorme importância socioeconômica para a capital do estado de Santa Catarina, sendo fonte de renda, recreação e transporte para moradores e turistas da ilha.

O TOPMODEL (*TOPographic based hydrological MODEL*) considera a topografia da bacia, com o uso de um índice de similaridade

hidrológica, como principal fator de geração de escoamento. Segundo Ambroise et al. (1996b), o TOPMODEL não é um pacote de modelagem hidrológica mas, um conjunto de conceitos que podem ser usados, onde apropriado, para simular respostas dos efeitos distribuídos da bacia usando teoria física e um pequeno número de parâmetros. Este trabalho estuda o papel do índice topográfico no balanço hídrico no solo feito pelo modelo de forma a compreender a formação de escoamento na bacia. É feita uma avaliação da resposta do modelo a cenários de diferentes índices topográficos com o uso de bacias de diferentes declividades.

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo geral

Avaliar o balanço hídrico no solo feito pelo TOPMODEL aplicado à bacia do rio João Gualberto, Florianópolis – SC.

1.1.2. Objetivos específicos

- Calibrar os parâmetros do TOPMODEL;
- Compreender o papel do índice topográfico no balanço hídrico no solo do TOPMODEL;
- Avaliar a resposta do modelo a cenários de diferentes índices topográficos.

2. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

2.1. ESCOAMENTO SUPERFICIAL E SUB-SUPERFICIAL

De acordo com Franchini et al. (1996), diversos fatores estão potencialmente envolvidos no processo de transformação chuva-vazão e, em nível de bacia, eles podem ser resumidos em: (1) distribuição da precipitação e evapotranspiração no tempo e espaço; (2) topografia da bacia e, especificamente, direção, comprimento e gradiente da declividade; (3) morfologia e estrutura da rede de drenagem; (4) heterogeneidade das características da condutividade hidráulica, porosidade e espessura de camadas de solo e, por conseguinte, correspondente capacidade de armazenamento; (5) as características hidrogeológicas do aquífero abaixo da bacia; (6) cobertura vegetal, uso do solo e métodos de cultivo. Esses fatores atuam na transformação da precipitação em escoamento superficial e em água infiltrada, e a água infiltrada em componentes de escoamento sub-superficial e escoamento de base.

Kirkby (1988) cita três maneiras de formação de escoamento superficial: o Hortoniano, quando a taxa de precipitação excede a capacidade de infiltração do solo; o de saturação, produzido quando a capacidade de armazenamento do solo é completamente preenchida; e o por retorno, quando o escoamento sub-superficial é obrigado a escoar para fora do solo, isso ocorre em áreas de perfil côncavo e/ou em planos de convergência, ou onde a espessura do solo e/ou permeabilidade diminui encosta abaixo.

A formação do escoamento superficial ocorre, na maioria dos casos, por saturação de cima, quando a intensidade de precipitação é superior à capacidade de infiltração; ou por saturação de baixo, quando a capacidade de armazenamento disponível no solo é ultrapassada pelo valor total de precipitação (FRANCHINI et al., 1996).

A Figura 1 ilustra o escoamento sub-superficial e os escoamentos superficiais causados pelo excesso da capacidade de infiltração do solo e por excesso de saturação do solo.

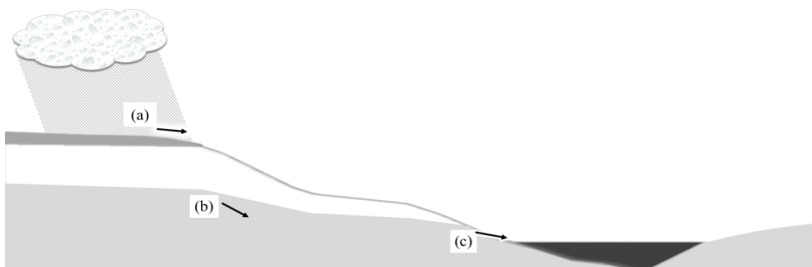


Figura 1 – Escoamentos superficiais (a) por excesso da capacidade de infiltração do solo (c) por excesso de saturação e (b) escoamento sub-superficial (Fonte: elaborado pela autora).

Beven (2012) assinala que em muitos lugares, sobretudo em superfícies com vegetação, as chuvas raramente excedem a capacidade de infiltração do solo. A capacidade de infiltração, quando ultrapassada, ocorrerá primeiro em locais em que a permeabilidade do solo é menor. Com o aumento da umidade, a capacidade de infiltração diminui e irá expandir para áreas com valores de permeabilidade mais altos. Os solos nus são mais vulneráveis à geração de escoamento superficial por excesso de capacidade de infiltração, visto que a energia das gotas de chuva podem rearranjar as partículas do solo na superfície e formar uma crosta impermeável.

Em bacias urbanizadas, onde a impermeabilização dos solos é maior, é mais recorrente o escoamento superficial devido à superação da capacidade de infiltração. Segundo Collischonn e Dornelles (2013), durante as chuvas intensas, a maior parte da vazão que passa por um rio é a água da própria chuva que não consegue penetrar no solo e escoar imediatamente, atingindo os cursos d'água e aumentando a vazão.

De acordo com Beven (2012), a topografia tem um efeito importante na geração de escoamento em bacias com declividade de moderado a forte e com uma espessura de solo permeável relativamente raso, pelo menos sob condições de chuva.

2.2. MODELOS HIDROLÓGICOS

Modelos podem ser definidos como expressões formais dos elementos essenciais de um problema em termos matemáticos (JORGENSEN & BENDORICCHIO, 2001). De acordo com Beven (2012), todas as descrições matemáticas utilizadas para fazer previsões serão simplificações do modelo de percepção, em alguns casos,

simplificações grosseiras, mas talvez ainda suficientes para fornecer previsões adequadas.

A simulação, processo de utilização do modelo, é constituída de três fases: estimativa ou ajuste, verificação e previsão. Na fase de ajuste são determinados os parâmetros; na verificação simula-se o modelo com os parâmetros estimados e verifica-se a validade do ajuste; e na previsão simula-se o sistema com os parâmetros ajustados para quantificar a resposta a diferentes entradas (TUCCI, 2005).

Na literatura há diversos critérios de classificação de modelos, no entanto, para o presente trabalho interessa a definição em relação à distribuição espacial das variáveis e parâmetros, que pode ser concentrada ou distribuída. De acordo com Tucci (2005), em um modelo concentrado não se leva em consideração a variabilidade espacial. O autor cita a precipitação média de uma bacia como exemplo da integração espacial da variável de entrada. Nos modelos concentrados, em geral, utiliza-se somente o tempo como variável independente. Tucci (2005) explica ainda que, um modelo é dito distribuído quando as variáveis e parâmetros dependem do espaço e/ou tempo. Em termos matemáticos, a equação diferencial parcial com tempo e espaço como variáveis independentes representa um modelo distribuído.

Existem diversos tipos de modelos aplicados à hidrologia, neste trabalho trata-se de um modelo chuva-vazão. Esse tipo de modelo basicamente permite simular vazões partindo de dados de precipitação. Dois componentes podem ser identificados em todos os modelos conceituais chuva-vazão: o balanço hídrico no solo (geração de escoamento) e a propagação do escoamento até o exutório (FRANCHINI et al., 1996). Nesses modelos há diversas variáveis que podem ser levadas em consideração para gerar o escoamento, entre elas, intensidade e distribuição da precipitação, cobertura do solo, transmissividade do solo, evapotranspiração e topografia da bacia.

2.2.1. Ajuste dos parâmetros

O ajuste dos parâmetros de um modelo hidrológico é uma etapa que envolve muito esforço devido à necessidade de maior entendimento do comportamento do modelo e dos parâmetros e aos problemas com a qualidade e representatividade dos dados hidrológicos (COLLISCHONN & TUCCI, 2003).

Matematicamente, a calibração é um problema de infinitas soluções igualmente possíveis já que existem mais equações do que incógnitas, podendo existir soluções que atendam às equações, mas não representam a realidade lógica do problema e mesmo dos valores esperados dos parâmetros (COLLISCHONN & TUCCI, 2003).

Collischonn e Tucci (2003) explicam que o ajuste manual é feito por tentativa e erro em repetidas execuções do modelo e análise dos resultados, além disso, podem-se observar algumas funções objetivo, entre elas, a relação entre os volumes calculados e observados (equação (1)) e o coeficiente de Nash-Sutcliffe (equação (2)).

$$\Delta V = \frac{\sum(Q_{sim}(t)) - \sum(Q_{obs}(t))}{\sum(Q_{obs}(t))} \quad (1)$$

$$NS = 1 - \frac{\sum(Q_{obs}(t) - Q_{sim}(t))^2}{\sum(Q_{obs}(t) - \overline{Q_{obs}})^2} \quad (2)$$

onde, $Q_{obs}(t)$ é a vazão observada no tempo t , Q_{sim} é a vazão simulada no tempo t , e Σ indica o somatório entre o tempo igual a um e o tempo máximo.

Estas funções procuram avaliar a qualidade do ajuste, sendo que a de Nash-Sutcliffe é mais sensível aos erros nas vazões máximas, enquanto que o erro dos volumes (ΔV) é complementar e avalia o desvio geral do volume total simulado em relação ao observado (TUCCI, 2005).

2.3. Descrição do modelo TOPMODEL

O TOPMODEL (*TOPographic based hydrological MODEL*) foi, segundo Beven e Kirkby (1979), originalmente desenvolvido para bacias úmidas em áreas temperadas, e busca combinar as vantagens da simplicidade de modelos concentrados com a importância dos efeitos distribuídos de áreas de contribuição e escoamento na rede de drenagem.

O TOPMODEL é denominado semi-distribuído, pois somente o índice topográfico é considerado variável no espaço (SILVA & KOBAYAMA, 2007). De acordo com Franchini et al. (1996), o TOPMODEL é um modelo conceitual de área de contribuição variável em que os principais fatores determinantes na geração de escoamento são a topografia da bacia e uma lei exponencial negativa que relaciona a

transmissividade do solo com a distância à camada impermeável. Embora conceitual, esse modelo pode ser descrito muitas vezes como ‘físico’ visto que seus parâmetros podem ser medidos diretamente *in situ*.

Para Ambroise et al. (1996b), o TOPMODEL consiste em um conjunto de conceitos que podem ser usados, onde apropriado, para simular respostas dos efeitos distribuídos da bacia usando teoria física e um pequeno número de parâmetros.

A área de contribuição, representada pela parte saturada do solo, é variável pois muda espacialmente e a cada passo de tempo. A parte saturada do solo contribui com o escoamento total, formado pelo escoamento sub-superficial e superficial. O escoamento superficial é gerado somente quando o solo encontra-se totalmente saturado, como mostra a Figura 2.

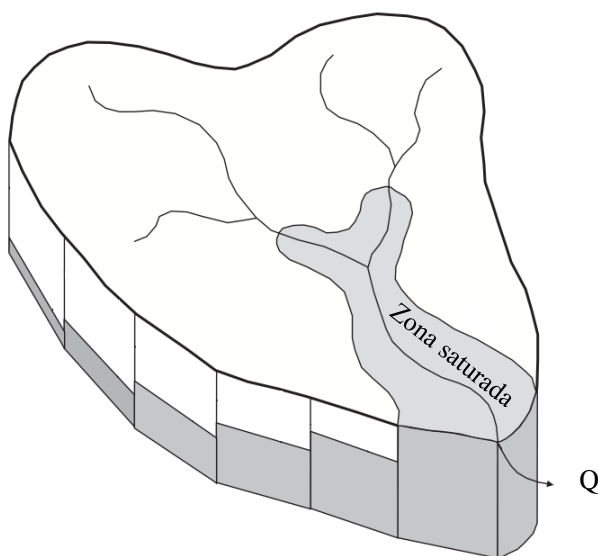


Figura 2 – Conceitos do TOPMODEL: área de contribuição variável, lençol freático paralelo à superfície e geração de escoamento superficial por excesso de saturação (Fonte: modificado de Beven, 2012).

O modelo é constituído em uma série de reservatórios interligados com diferentes tempos de armazenamento (SILVA, 2005). A precipitação é considerada homogênea na bacia e a água da chuva deve preencher o reservatório S_{rz} (m), déficit de armazenamento da

zona de raízes, que, apesar do nome, representa as perdas por interceptação. Tanto a capacidade máxima desse reservatório, representada por Sr_{max} (m), quanto a sua capacidade inicial, Sr_0 (m), são parâmetros de entrada do modelo. A água é extraída de Sr_z por evapotranspiração, Ea (m/h), que pode alcançar valor máximo igual à taxa de evapotranspiração potencial, ET_0 (m/h), como mostra a equação (3).

$$Ea = ET_0 \times \left(1 - \frac{Sr_z}{Sr_{max}}\right) \quad (3)$$

Apenas quando o saldo entre a precipitação e a evapotranspiração excede a capacidade de Sr_z , a água atinge o solo. Ao percolar no solo a água deve preencher o segundo reservatório, Suz (reservatório da zona não saturada), que possui capacidade máxima S . A água escoar verticalmente da zona não saturada (qv) para a zona saturada. Quando Suz excede a capacidade de S , a água escoar superficialmente devido ao excesso de saturação (qo) e o déficit de armazenamento (S) fica igual a zero e se iguala a Suz , como ilustra a Figura 3. O escoamento superficial (qo) e os escoamentos sub-superficiais na zona saturada (qs) e não saturada (qv) serão posteriormente elucidados.

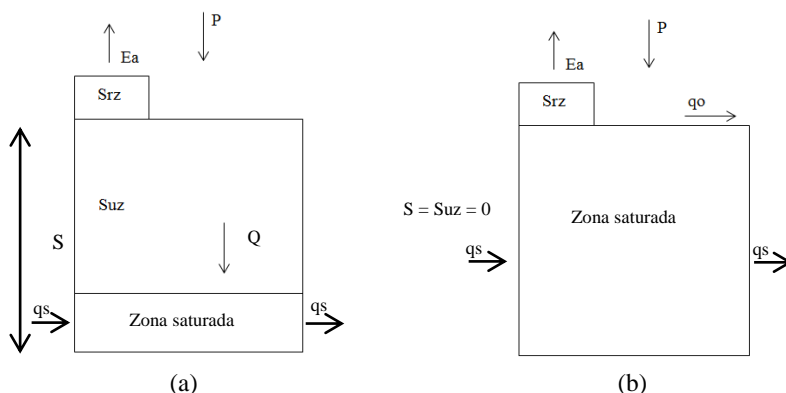


Figura 3 – Representação dos reservatórios e escoamentos do TOPMODEL, (a) escoamento vertical quando o reservatório não está completamente saturado, (b) escoamento superficial com o reservatório completamente saturado (Fonte: elaborado pela autora).

De acordo com Beven (2012), o TOPMODEL parte de três premissas principais: (1) o fluxo lateral na zona saturada assume uma condição de equilíbrio, isto é, o fluxo que entra naquela unidade de controle é igual ao que sai, (2) o lençol freático é praticamente paralelo à superfície, de forma que o gradiente hidráulico é igual à declividade local ($\tan \beta$), (3) o perfil da transmissividade pode ser descrito como uma função exponencial do déficit de armazenamento (S), com um valor de T_0 quando o solo saturou ($S=0$). Essas premissas levaram a relações simples a respeito do armazenamento de água na bacia, em que o principal fator é o índice topográfico (λ).

2.3.1. Índice topográfico

O índice topográfico representa a propensão de uma área a tornar-se saturada, segundo Beven (2012). O cálculo do índice topográfico, λ (adimensional), é dado pela equação (4), onde a_i corresponde à área que drena até o ponto por unidade de contorno (m^2/m^2) e $\tan\beta_i$ corresponde à declividade no local (m/m).

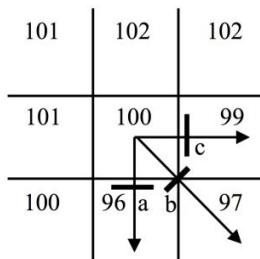
$$\lambda_i = \ln\left(\frac{a_i}{\tan\beta_i}\right) \quad (4)$$

Segundo Beven (1997), valores altos do índice indicam áreas que tendem a saturar primeiro e são, portanto, áreas potenciais de contribuição de escoamento sub-superficial e superficial.

O índice topográfico médio da bacia é dado pela integral dos índices locais dividido pela área da bacia (A), equação (5).

$$\bar{\lambda} = \frac{1}{A} \int_0^A \ln\left(\frac{a_i}{\tan\beta_i}\right) dA \quad (5)$$

Para a determinação das áreas de acumulação (a_i) é utilizado o algoritmo de múltipla direção do fluxo, desenvolvido por Quinn et al. (1991). Esse algoritmo pondera a mudança de cota para as oito direções possíveis, com peso de 0,5 para as direções cardinais e 0,35 para as direções diagonais, como mostra a Figura 4.



$$a = 0,5 * \tan ((100-96)/dx1) = 65,55\%$$

$$b = 0,35 * \tan ((100-97)/dx2) = 23,01\%$$

$$c = 0,5 * \tan ((100-99)/dx1) = 15,44\%$$

Figura 4 – Algoritmo de direção múltipla do fluxo (Fonte: modificado de Quinn et al., 1991).

A forma como é calculado o índice topográfico está relacionado à terceira premissa, que diz respeito ao decaimento exponencial da transmissividade do solo, visto que, para outros perfis de decaimento de transmissividade o índice seria calculado de forma diferente.

A terceira premissa assume que o decaimento da transmissividade do solo (T) com o aumento do déficit de armazenamento (S), isto é, em maiores profundidades do solo, é dado de forma exponencial (Figura 5).

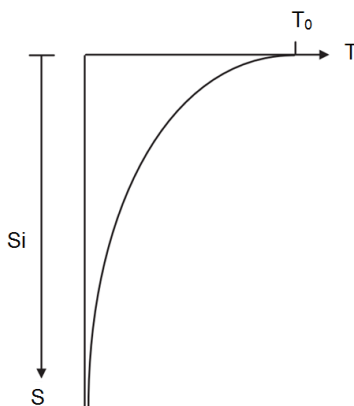


Figura 5 – Decaimento da transmissividade do solo (T) com o aumento do déficit de armazenamento (S) (Fonte: modificado de Beven, 2012).

A transmissividade possui um valor máximo (T_0) quando o solo acabou de saturar e o déficit de armazenamento se iguala à zero, como mostra a Valores elevados de transmissividade indicam uma maior facilidade da água em se mover lateralmente no solo.

Em um estudo sobre infiltração, Beven (1984) mostrou que o decaimento exponencial da condutividade hidráulica saturada foi apropriado para alguns perfis de solo. A partir dessa relação podem-se derivar os perfis de transmissividade, (BEVEN, 1997). Porém, de acordo com Beven (2012), seria muito complicado especificar uma distribuição espacial para T_0 , visto que não há boas técnicas de medição para a obtenção desse parâmetro. Assim sendo, na maioria das aplicações do modelo (este trabalho inclusive), assume-se a transmissividade máxima do solo (T_0) como espacialmente homogênea, e o índice topográfico, que seria $\ln(a_i / T_0 \tan\beta_i)$ reduz-se ao previamente exibido na equação (4), $\ln(a_i / \tan\beta_i)$.

Outras formas de perfil de decaimento da transmissividade levariam a diferentes cálculos de índices topográficos e de déficit de armazenamento local (BEVEN, 2012). Em uma aplicação do TOPMODEL na bacia de Ringelbach (0,36 km²), França, Ambroise et al. (1996b) utilizaram um perfil linear e um perfil parabólico para o decaimento da transmissividade. Isso levou a curvas de recessão exponencial e de segunda ordem hiperbólica, respectivamente, que representaram satisfatoriamente a bacia. Os índices topográficos ficaram $(a_i / \tan\beta_i)$, para o perfil linear, e $\sqrt{(a_i / \tan\beta_i)}$, para o parabólico.

O índice topográfico (λ) é utilizado aplicando o conceito de similaridade hidrológica, isto é, para todos os pontos com o mesmo valor de índice assume-se uma mesma resposta hidrológica. Segundo Beven (1997), assim não se faz necessário o cálculo para todos os pontos da bacia, e sim apenas para os valores diferentes de índices topográficos. Porém, ao utilizar o modelo, é necessário agrupar os índices topográficos em classes. Escolhe-se o número de classes e, para cada classe, haverá uma faixa de valores de índices topográfico. O modelo aplica, então, o conceito de similaridade hidrológica para cada faixa de valores de índice. Beven (2012) explica que essa abordagem é computacionalmente mais eficiente do que uma solução em que se fizessem cálculos para cada valor diferente de índice.

O índice topográfico (λ) é calculado pelo TOPMODEL a partir do MNT (modelo numérico do terreno) da bacia, onde cada ponto possui um valor de elevação e, a partir desse, obtêm-se as declividades

($\tan \beta_i$). Com as declividades, o modelo calcula as áreas de acumulação (a_i) para então obter os índices topográficos.

A grade do MNT pode ter variações em sua resolução. A grade do MNT deve ter uma resolução espacial suficientemente fina de modo a refletir adequadamente os efeitos da topografia nos percursos dos escoamentos superficiais e sub-superficiais (BEVEN, 2012). O autor explica que resoluções muito grosseiras falham na representação de algumas declividades convergentes, mas por outro lado, as resoluções muito finas podem introduzir perturbações na direção dos escoamentos. Além disso, Beven (2012) cita que a resolução apropriada vai depender da escala das características do relevo, mas sugere o uso de uma grade de 50 m ou mais fina.

2.3.2. Balanço hídrico no solo

Para a contabilização do balanço hídrico no solo, o TOPMODEL conta com reservatórios de armazenamento de água no solo para a bacia. Esse armazenamento é fator determinante na geração de escoamento superficial. Calcula-se o déficit de armazenamento médio inicial, \bar{S}_0 (m), para o primeiro passo de tempo de acordo com a equação (6).

$$\bar{S}_0 = -m \log\left(\frac{q_{S_0}}{q_{SS}}\right) \quad (6)$$

onde, q_{S_0} (m) é o parâmetro de entrada que indica o escoamento sub-superficial inicial, q_{SS} (m) é o escoamento na zona saturada e m (m) é o parâmetro de decaimento da transmissividade.

De acordo com Beven (2012), o parâmetro m controla a taxa de declínio da transmissividade no perfil do solo. A interpretação física de m considera que ele controla a profundidade efetiva, ou o armazenamento efetivo do perfil do solo.

O déficit de armazenamento médio da bacia (\bar{S}) é atualizado antes de cada passo de tempo, como mostra a equação (7).

$$\bar{S} = \bar{S} - q_v + q_s \quad (7)$$

onde, q_v (m) é o escoamento vertical na zona não saturada, que está entrando na zona saturada (Figura 3) e q_s (m) é o escoamento sub-superficial por unidade de área, que está saindo da zona saturada. Beven (1997) ressalta que, para um solo homogêneo (forma considerada neste

trabalho), os déficits locais e médios são calculados apenas em função do índice topográfico e do parâmetro m , e não mais da transmissividade.

O déficit de armazenamento local, S_i (m), é calculado para cada classe de índice topográfico a cada passo de tempo, como mostra a equação (8).

$$S_i = \bar{S} + m(\bar{\lambda} - \lambda_i) \quad (8)$$

onde, \bar{S} (m) representa o valor médio de déficit de armazenamento da bacia, λ_i (m) o índice topográfico local, $\bar{\lambda}$ (m) o índice topográfico médio da bacia, e m (m) o parâmetro de decaimento da transmissividade. Esse déficit determina a capacidade do reservatório da zona não saturada (Suz). Quanto maior o déficit de armazenamento local (S_i) há mais espaço disponível para a água no solo. Quando o déficit é igual à zero, o solo está saturado e começa a gerar, além do escoamento sub-superficial (qs), o escoamento superficial (qo).

2.3.3. Escoamento sub-superficial na zona não saturada

Para cada classe de índice topográfico e passo de tempo, o escoamento vertical na zona não saturada é dado por q_v (m), segundo a equação (9).

$$q_v = \frac{Suz}{S_i \, td} \, dt \quad (9)$$

onde, Suz (m) é o reservatório da zona não saturada, S_i (m) representa o déficit de armazenamento local, td (h/m) o tempo que a água permanece na zona não saturada, e dt (h) o passo de tempo.

O parâmetro td expressa o tempo médio de residência do fluxo vertical por unidade de déficit de armazenamento, Beven (2012). Segundo Campling et al. (2002), esse parâmetro introduz tempos maiores de residência para solos com lençol freático mais profundo.

2.3.4. Escoamento sub-superficial na zona saturada

De acordo com Beven (2012), a partir da derivação da curva de recessão obteve-se a equação (10), sob a premissa do decaimento exponencial da transmissividade.

$$q_s = q_{ss} e^{-\bar{S}/m} \quad (10)$$

onde, q_s (m) é o escoamento sub-superficial por unidade de área calculado para a bacia a cada passo de tempo, q_{ss} (m) é o escoamento na zona saturada, \bar{S} (m) o déficit de armazenamento médio da bacia e m (m) o parâmetro de decaimento da transmissividade.

O escoamento na zona saturada, q_{ss} (m), é dado pela equação (11).

$$q_{ss} = e^{\ln T e - \bar{\lambda}} \quad (11)$$

onde, $\ln T e$ é um parâmetro de entrada que representa o logaritmo médio de T_0 para bacia, e $\bar{\lambda}$ (m) o índice topográfico médio da bacia. Visto que a transmissividade máxima do solo (T_0) foi assumida espacialmente homogênea e, segundo Beven (2012), a equação (11) foi derivada assumindo que o gradiente hidráulico efetivo não muda com o tempo para o escoamento sub-superficial, o $\ln T e$ permanece constante no tempo e espaço durante toda a simulação.

2.3.5. Escoamento superficial

O escoamento superficial (q_o) é calculado para cada classe de índice topográfico a cada passo de tempo e ocorre quando a água preenche todo o espaço que haveria no solo, isso é, quando o déficit de armazenamento local (S_i) igual à zero. Esse escoamento ocorre primeiro nas classes de maiores valores de índices topográficos (λ).

Na previsão de geração de escoamento superficial há basicamente duas abordagens, como elucidado no item 2.1, uma é devido à superação da capacidade de infiltração e a outra se deve à superação da capacidade de armazenamento de água no solo, onde a taxa de infiltração não é considerada um fator limitante. A superação da capacidade de armazenamento de água no solo foi a abordagem adotada por Beven e Kirkby (1979), por ser mais realista em bacias Inglesas e por ter vantagens operacionais em relação à contabilização da umidade.

Segundo Franchini et al. (1996), a geração de escoamento superficial por excesso de infiltração nunca foi utilizada em nenhuma aplicação do TOPMODEL e isso se deve ao fato de que os valores de condutividade hidráulica saturada (k_0) obtidos pela calibração são tão altos que nenhum tipo de escoamento Hortoniano é ativado. Franchini et al. (1996) mostraram uma forte variação de k_0 com o tamanho da grade

do MNT, com um valor de 35m/h para a grade de 60x60 m, e 700 m/h para a grade de 480x480 m.

Neste trabalho optou-se pelo uso do escoamento superficial gerado apenas por excesso de saturação, por ser a maneira mais aplicada pela bibliografia e por não haver dados medidos de condutividade hidráulica saturada (k_0) disponíveis.

A vazão de saída, qt (m), é calculada somando o escoamento superficial qo (m) ao escoamento sub-superficial qs (m), como mostra a equação (12).

$$qt = qo + qs \quad (12)$$

Para o hidrograma de saída (Qt) é incorporado a função de atraso, que representa o tempo gasto pelo escoamento no canal. Essa função faz com que o pico do hidrograma seja postergado em relação ao centro de massa da chuva. A função de atraso é calculada a partir da velocidade de propagação no canal principal (vr) e de uma matriz de duas colunas, que indica a área acumulada relativa e a distância do canal principal até o exutório.

2.3.6. Parâmetros de entrada no TOPMODEL

A vazão sub-superficial inicial por unidade de área (qs_0) corresponde à vazão de base inicial e é influenciada pelas condições antecedentes do solo.

A transmissividade máxima do solo (T_0), assumida espacialmente homogênea e constante no tempo, faz com que o logaritmo médio de T_0 ($\ln Te$) se torna uma constante. Beven (2012) ressalta que há pouca informação de campo a respeito de valores de transmissividade, e seu padrão de comportamento declive abaixo.

O parâmetro m foi expressivamente o mais importante em relação ao escoamento superficial no estudo de Beven e Kirkby (1979) para a bacia de Crimple Beck (8 km²), Inglaterra. Um aumento em m reduz a proporção de chuva que irá atingir o canal por escoamento superficial, de acordo com Beven e Kirkby (1979). Este parâmetro também foi citado como o mais influente no controle de resposta hidrológica por Mine e Clarke (1996) e Coelho (2003). A interpretação física de m , de acordo com Beven (2012), é que esse controla a profundidade efetiva, ou o armazenamento efetivo do perfil do solo. Um valor alto de m aumenta o perfil ativo de armazenamento do solo. Por outro lado,

valores pequenos deste parâmetro, especialmente combinados com valores altos de T_0 , resultam em perfis de umidade rasos com decaimento bastante pronunciado da transmissividade, de acordo com Varella e Campana (2000).

A condutividade hidráulica saturada na superfície (k_0) pode ser um fator limitante para a geração de escoamento superficial por excesso de infiltração (mecanismo Hortoniano), já que a intensidade da chuva não pode ter valores comparáveis aos do parâmetro k_0 , segundo Moraes et al. (2003).

A drenagem capilar (CD) corresponde à drenagem mais lenta na zona saturada, enquanto que o escoamento vertical (qv) corresponde à drenagem mais rápida, de acordo com Moraes et al. (2003). De acordo com Morel-Seytoux e Nimmo (1999), a drenagem capilar é um escalar dinâmico e, apenas medições de taxas de infiltração com tempo, podem determinar esse escalar com precisão para um dado solo.

Em relação ao parâmetro td , tempo médio de residência do fluxo vertical (qv) na zona não saturada (S_{uz}) por unidade de déficit de armazenamento (S_i), Mine e Clarke (1996) assinalam que o armazenamento não saturado (S_{uz}) não é ativado quando td é baixo e toda a água percola durante o mesmo passo de tempo para o armazenamento saturado. Por outro lado, a percolação torna-se negligenciável quando td é alto.

Os parâmetros de entrada explicados acima estão descritos na Tabela 1.

Tabela 1. Parâmetros de entrada do TOPMODEL no R.

Parâmetro	Unidade	Descrição
qs_0	m	Vazão sub-superficial inicial por unidade de área
$\ln Te$	m^2/h	\ln de T_0 médio da bacia
m	m	Parâmetro que controla a taxa de declínio da transmissividade no perfil do solo
Sr_0	m	Déficit de armazenamento inicial da zona de raízes
Sr_{max}	m	Déficit de armazenamento máximo da zona de raízes
td	h/m	Tempo que a água permanece na zona não saturada por unidade de déficit de armazenamento
vr	m/h	Velocidade de propagação no canal principal
k_0	m/h	Condutividade hidráulica saturada na superfície
CD	m	Drenagem capilar
dt	h	Passo de tempo

3. MATERIAIS E MÉTODOS

3.1. ÁREA DE ESTUDO

A região sul do país, onde está localizada a bacia em estudo, é de clima temperado e possui chuvas durante o ano todo, alternando períodos mais leves e mais pesados (NIMER, 1979). A bacia do rio João Gualberto se localiza na parte norte de Florianópolis (SC), no bairro do Rio Vermelho (Figura 6 (a)). A bacia do rio João Gualberto pertence ao conjunto de bacias hidrográficas da Lagoa da Conceição (Figura 6 (b)) e representa o maior aporte hidrológico para a lagoa. De acordo com Bier (2005), a bacia hidrográfica da Lagoa da Conceição possui uma área de $61,77 \text{ km}^2$, e a bacia do rio João Gualberto, maior em área, ocupa um total de $12,52 \text{ km}^2$.

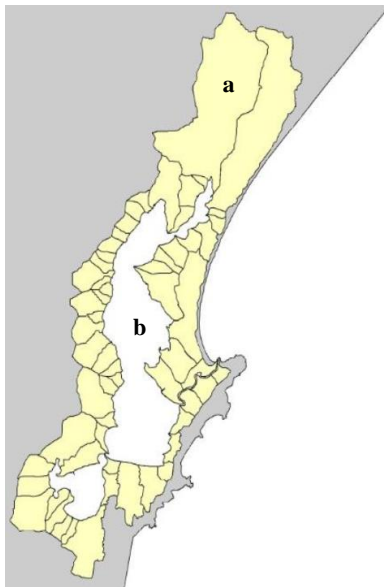


Figura 6 – Bacias hidrográficas da Lagoa da Conceição, (a) bacia do rio João Gualberto, (b) Lagoa da Conceição (Fonte: Modificado de Bier, 2005).

Para este trabalho, a bacia do rio João Gualberto foi delimitada para que o local de medição de nível correspondesse ao exutório da bacia (Figura 7(a)). Como o medidor de nível, dos quais os dados são utilizados para calcular a vazão, se localiza a montante do exutório da bacia do rio João Gualberto, fez-se a nova delimitação para que a vazão

medida representasse a vazão da bacia. A nova delimitação da bacia foi feita com o uso do ArcGIS, utilizando o MNT de 20x20m gerado a partir de uma reamostragem do MNT original de 1x1m. O motivo da grade de 20x20m foi devido a problemas com a grade mais fina no TOPMODEL, como explica o item 3.3. A nova bacia gerada representa uma área de 6,26 km².

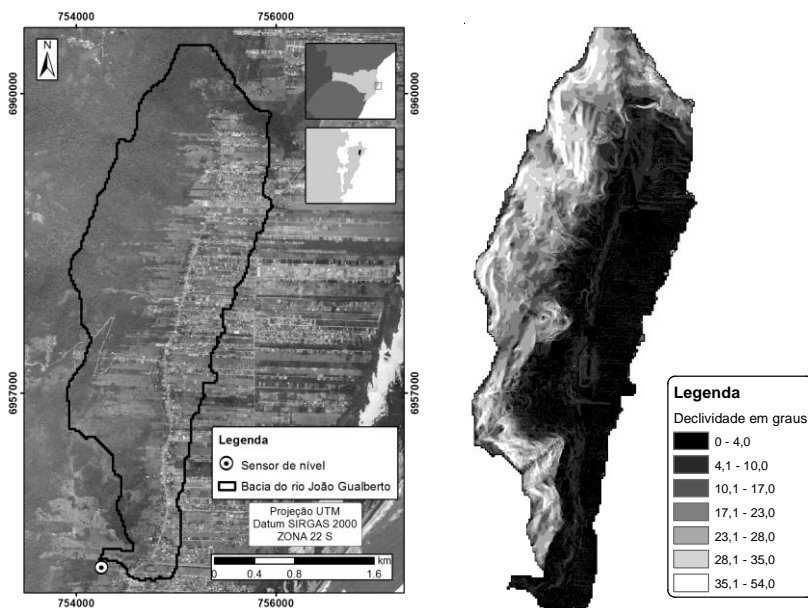


Figura 7 – Bacia do rio João Gualberto (a) localização e (b) declividade (Fonte: elaborado pela autora).

A Figura 7(a) mostra a bacia do rio João Gualberto delimitada e o ponto de medição que corresponde ao exutório da bacia. Nota-se ainda na Figura 7(a), que a parte leste da bacia apresenta-se bem urbanizada, enquanto que a parte oeste é pouco habitada. As partes leste e oeste da bacia diferem-se também na declividade, a parte urbanizada bem plana e a parte menos urbanizada com relevo mais acidentado, como mostra a Figura 7(b).

A porção leste da bacia do rio João Gualberto apresenta, em sua maioria, declividades variando de 0 a 4°, enquanto que a parte oeste possui faixas de 17 a 35°. A declividade média da bacia é de 13° ou 0,22 m/m. A Figura 8 mostra o local que fica o sensor de nível, olhando para montante do rio.



Figura 8 – Rio João Gualberto, olhando para montante (arquivo pessoal).

3.2. DADOS

3.2.1. Dados obtidos

O modelo numérico de terreno (MNT) foi cedido pelo professor Dr. Pellerin, Professor Voluntário no Departamento das Geociências da UFSC. O MNT (1 x 1 m) foi gerado a partir de ortofotos com resolução de 0,30 m foram pela Secretaria do Estado de Desenvolvimento Sustentável (SDS) realizadas entre maio de 2010 e outubro de 2011.

Os dados de chuva foram cedidos pela aluna de mestrado da geociências da UFSC, Ana Carolina Moreira. A estação meteorológica está localizada na polícia ambiental do Rio Vermelho a uma distância de 2,7 km do exutório da bacia. O pluviômetro foi programado para armazenar dados horários, obtendo-se o total precipitado (mm) a cada hora. O modelo da estação é WXT520-3TB da Vaisala. O *datalogger* é do modelo CR800 da Campbell.

3.2.2. Dados calculados

O cálculo da evapotranspiração potencial (ET_0) foi realizado pelo método de Penman-Monteith- FAO, de acordo com EMBRAPA, 2006. Para esse cálculo foram necessários dados diários de umidade relativa,

temperaturas média, máxima e mínima, radiação solar incidente e velocidade do vento a 2m do solo. Esses dados foram obtidos da Estação Meteorológica de Observação de Superfície Automática do INMET de Florianópolis - São José A806. O cálculo para a evapotranspiração potencial pelo método de Penman-Monteith- FAO, ET_oPMF (mm/d), é dado pela equação (13).

$$ET_{o}PMF = \frac{0,408 \Delta (R_n - G) + \frac{\gamma 900 U_2 (e_s - e_a)}{T + 273}}{\Delta + \gamma (1 + 0,34 U_2)} \quad (13)$$

Onde, Δ (kPa/°C) é a declividade da curva de pressão de vapor em relação à temperatura, R_n (MJm²/dia) é o saldo de radiação diário, G (MJm²/dia) é o fluxo total diário de calor no solo, γ (kPa/°C) é o coeficiente psicrométrico, U_2 (m/s) é a velocidade do vento a 2 m de altura, e_s (kPa) é a pressão de saturação de vapor, e_a (kPa) é a pressão atual de vapor e T (°C) é a temperatura média do ar.

Os valores de γ , Δ , e_s , e_a são calculados em função da temperatura, ou da altitude ou da umidade relativa do ar. O saldo de radiação diário (R_n) é calculado a partir do saldo de radiação de ondas curtas (R_{ns}) e o saldo de radiação de ondas longas (R_{nl}), ambos são calculados e dependem, dentre outros fatores, da radiação solar incidente medida na estação.

Os dados de evapotranspiração potencial (ET_0) são obtidos em mm/d e devem estar em m/h para serem inseridos no TOPMODEL. Para adequar a resolução temporal dos dados foi utilizada uma função senoidal para determinar a evapotranspiração horária entre as 6 e 18 horas como utilizado por Ranzini (2002), Coelho (2003) e Oliveira (2015). Considerou-se que, das 6 às 18 horas, a evapotranspiração corresponde a 90% da evapotranspiração diária, e é dada por uma função senoidal, e no restante das horas ela é considerada constante e corresponde a 10% da evapotranspiração diária, como considerado por Oliveira (2015).

3.2.3. Dados de campo

Os dados de nível do rio João Gualberto são obtidos de um sensor de pressão instalado por Odreski (2012) em um local de seção uniforme e de acesso seguro. O sensor está envolto por um cilindro de fibra que permite a passagem de água e o protege de possíveis materiais que possam ser carregados ao longo do rio. Odreski (2012) explica que este

cilindro é preso a uma fina barra de cobre cravada próxima a margem esquerda do rio (olhando para jusante) a uma distância de 10 cm do fundo do canal, em uma seção do canal de 1,5 m de largura. O sensor é ligado a um *datalogger* que armazena os dados de nível.

Para funcionamento do equipamento, foi necessário instalar um poste de ferro de aproximadamente 5 m de altura, enterrado e concretado com uma sapata de aproximadamente 20 cm de diâmetro a aproximadamente 1 m de profundidade, segundo Odreski (2012). O poste de ferro está aterrado, para segurança contra descargas elétricas atmosféricas, com uma barra de cobre de 2 m de comprimento, completamente enterrada a 1 metro de distância do poste. Odreski (2012) explica que o poste de ferro e a barra de cobre são interligados por um fio de cobre espesso. A ligação entre o sensor e o *datalogger* é feita por um cabo preso ao poste de ferro por braçadeiras de nylon.

Uma caixa de fibra armazena o *datalogger* e uma bateria convencional de veículos automotivos de 12 volts e 60 amperes. A bateria alimenta o sistema e um painel fotovoltaico capaz de recarregar a bateria em tempo hábil (Figura 9). O nível na seção é medido e armazenado no *datalogger* em um intervalo de tempo escolhido.



(a)



(b)

Figura 9 – *Datalogger* conectado ao painel solar, seção do rio onde se encontra o sensor (a) e coleta de dados (b) (arquivo pessoal).

Os dados de nível foram utilizados para o cálculo da vazão. Utilizaram-se medições de velocidade feitas com um molinete por Odreski (2012) na seção do sensor de nível. Para validar as velocidades obtidas por Odreski (2012), foi feita uma medição¹ no dia 28 de setembro de 2015 (Figura 10), após três dias de chuva em que precipitou um total de 100 mm. A partir dos valores de nível do rio, tendo em vista que a seção possui largura constante de 1,5 m, calculou-se a área da seção.



Figura 10 – Medição de velocidade do Rio João Gualberto, olhando para montante (arquivo pessoal).

Com as medições de velocidade na seção e suas respectivas áreas, calcularam-se as vazões. A partir das vazões calculadas e de suas cotas correspondentes foi feita uma curva-chave para o local (Figura 11). Adicionou-se uma linha de tendência logarítmica chegando-se a um $R^2 = 0,9785$. Com a equação da linha de tendência logarítmica, equação (14), foi possível calcular as vazões, Q (m^3/s), a partir das cotas, y (m), obtidas com os dados de nível.

¹ O molinete, da marca OTT modelo C2, foi cedido pelo Laboratório de Hidrologia (LabHidro) da UFSC.

$$Q = e^{y-1.0419/0,2549} \quad (14)$$

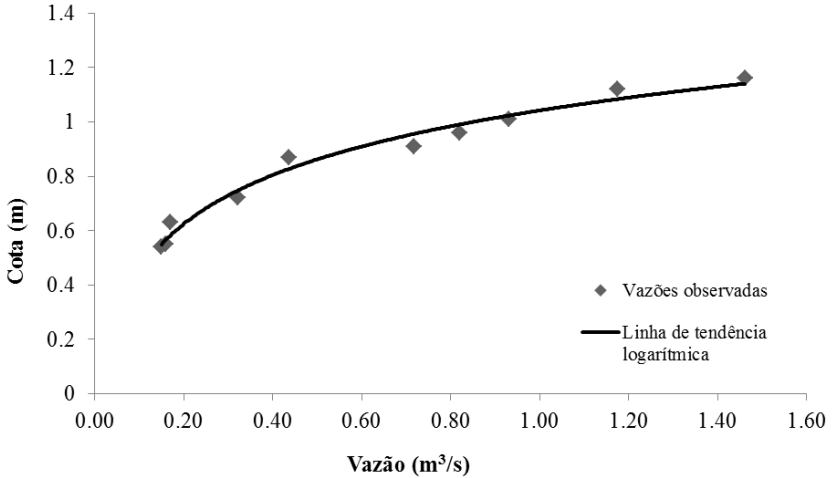


Figura 11 – Curva-chave do João Gualberto (Fonte: elaborado pela autora, dados de velocidade medidos por Odreski (2012)).

3.3. APLICAÇÃO DO MODELO TOPMODEL

Neste trabalho foi utilizado o pacote TOPMODEL disponível no R, versão 0.7.2-2 do modelo, baseada na versão em FORTRAN de 1995 de Keith Beven.

3.3.1. Calibração do modelo

Para a calibração (ou etapa de ajuste) do modelo, escolheu-se um evento de precipitação entre os dias 13 e 14 de outubro de 2015. Optou-se por esse evento porque somente nesse período se observou um aumento significativo no nível do rio João Gualberto. O evento durou um total de 43 horas, sendo que em onze horas, entre as 22 horas do dia 13 e 08 horas do dia 14, precipitou um total de 42 mm.

Para a simulação do evento de calibração foram realizadas as seguintes etapas expostas no fluxograma (Figura 12).

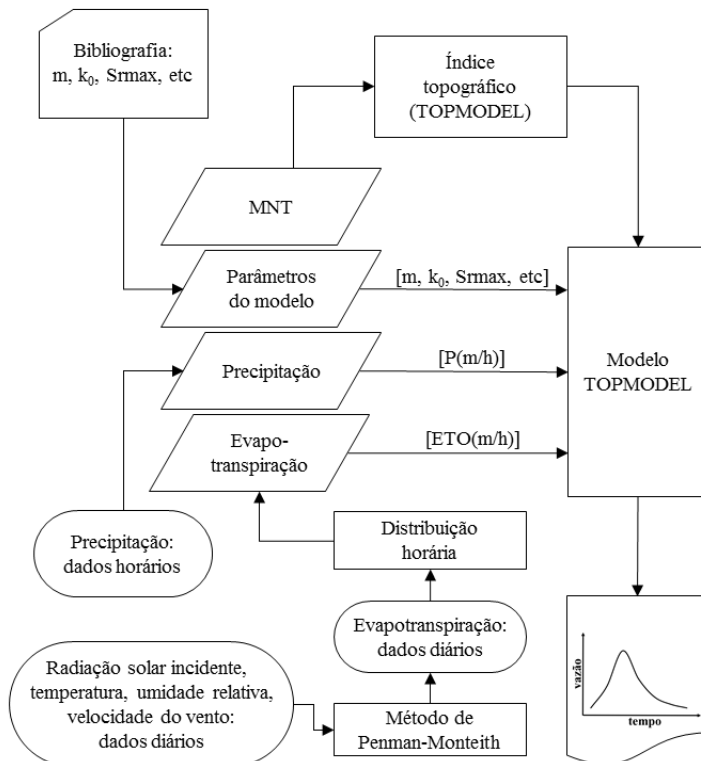


Figura 12 – Fluxograma das etapas realizadas no evento de calibração para a simulação com o TOPMODEL (Fonte: modificado de Varella e Campana, 2000).

Utilizou-se o MNT da bacia com resolução de 20x20m apesar da disponibilidade de uma grade de melhor resolução, de 1x1m. Essa escolha foi devido ao insucesso do cálculo do índice topográfico ao utilizar a grade de resolução mais fina, com a qual se obteve valores muito baixos ou negativos de índice. Esses valores baixos ocorreram porque a área que drena até um ponto (a_i) fica muito pequena em diversos pontos da bacia, assim como há um aumento na declividade local ($\tan\beta_i$). Com um valor de área que drena até um ponto (a_i) muito baixo e com uma declividade local ($\tan\beta_i$) muito alta obtém-se uma fração menor que uma unidade, que leva a valor negativo de logaritmo natural, equação (4). Quinn et al. (1995), Franchini et al. (1996), Brasington e Richards (1998), Varella e Campana (2000) constataram,

da mesma forma, uma diminuição nos índices topográficos médios, máximos e mínimos das bacias com grades mais finas.

Há trabalhos com aplicações do TOPMODEL com diversos tamanhos de grade e em diversos tamanhos de bacia. Ambroise et al. (1996a), utilizaram uma grade de 5 m para uma bacia de 0,36 km², enquanto que Mine e Clarke usaram uma grade de 250 m para uma bacia de 42 km², por exemplo. Como citado anteriormente, Beven (2012) sugere uma grade de 50 m ou mais fina, para este trabalho julgou-se aceitável uma grade de 20x20 m.

O TOPMODEL calcula, a partir do MNT, o índice topográfico para cada ponto da bacia. Os índices topográficos são agrupados em classes. O número de classes de índices topográficos (λ) escolhido para a aplicação de similaridade hidrológica do modelo foi de 15 classes.

O escoamento é encaminhado por uma função de atraso que representa o tempo gasto no canal. Essa função é calculada com a velocidade de propagação no canal principal (v_r) e com uma matriz que representa a distância do canal até o exutório e a área acumulada relativa, como mostra a Tabela 2.

Tabela 2. Matriz utilizada para o cálculo do atraso do hidrograma para a bacia do rio João Gualberto.

Distância até o exutório (m)	Área acumulada relativa (%)
0	0
1407	10
2419	30
3726	50
4607	70
6364	100

A matriz utilizada na função de atraso foi obtida com uso da ferramenta ArcGIS, para delimitar as áreas acumuladas relativas e para extrair o valor do comprimento do rio principal. As áreas acumuladas relativas foram feitas de modo que respeitassem as sub-bacias geradas pelo ArcGIS no processo de delimitação da bacia, como mostra a Figura 13.

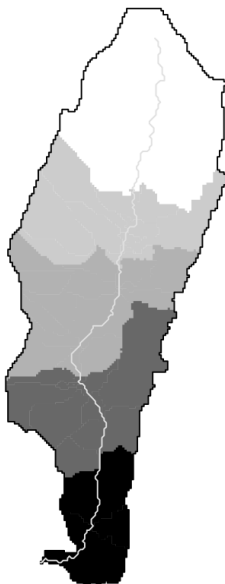


Figura 13 – Áreas acumuladas relativas e canal principal da bacia do rio João Gualberto utilizado para a função de atraso (Fonte: elaborado pela autora).

As áreas de acumulação relativa não representaram 10 ou 30% exatamente, mas 10,6% e 29,4%. Esses números foram arredondados por serem diferenças pequenas. Na Figura 13, a parte preta corresponde a 10% da área total, a parte cinza mais escura corresponde a 30%, a cinza média corresponde a 50%, a cinza escura corresponde a 70% e parte branca corresponde a toda área da bacia.

3.3.2. Cenários de diferentes índices topográficos

A fim de avaliar a resposta do modelo a cenários de diferentes índices topográficos foram criados quatro cenários variando a declividade média da bacia. Para a criação dos cenários utilizou-se a ferramenta ArcGIS para atribuir pontos com valores de altitude na bacia. Um conjunto de pontos seccionam a bacia no sentido Leste-Oeste, e outro conjunto de pontos indicam o canal principal.

As seções Leste-Oeste foram igualmente espaçadas, distantes de 400 m, e para cada cenário a diferença de altitude entre as seções (Δz) foi constante, o que gerou declividades constantes para cada cenário (Tabela 3). Os pontos para o canal principal foram considerados 2 m

abaixo do valor que seria a altitude no local. O valor de altitude do exutório foi igual para todos os cenários.

Tabela 3. Cenários de declividade.

Cenários	Δz (m)	Declividade	
		m/m	graus
C1	10	0,025	1,4
C2	50	0,125	7,1
C3	120	0,300	16,7
C4	200	0,500	26,6

Foi feita uma interpolação no ArcGIS para cada cenário com todos os pontos. Assim, obtiveram-se os MNT (Figura 14) necessários para a simulação com o TOPMODEL.

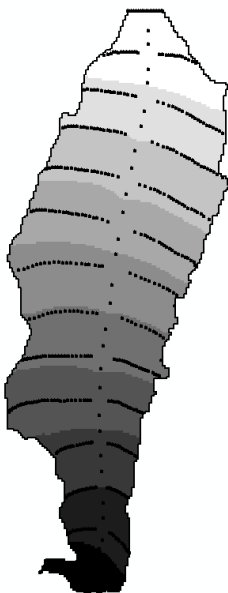


Figura 14 – Pontos de altitude atribuídos para interpolação e superfície gerada (Fonte: elaborado pela autora).

4. RESULTADOS E DISCUSSÃO

4.1. CALIBRAÇÃO

Para a simulação do evento escolhido para a calibração é necessário, primeiramente, obter a distribuição do índice topográfico da bacia do rio João Gualberto. O TOPMODEL gera o índice topográfico a partir do MNT da bacia e do número de classes escolhido para a aplicação do conceito de similaridade hidrológica. As faixas de valores definidas para as 15 classes dos índices e a suas respectivas porcentagens de áreas estão expostas na Tabela 4.

Tabela 4. Classes de índices topográficos e suas respectivas áreas.

Classes	Índice Topográfico	Área correspondente (%)
1	2,8 – 4,0	1,30
2	4,0 – 5,2	12,65
3	5,2 – 6,4	27,85
4	6,4 – 7,6	25,73
5	7,6 – 8,8	15,47
6	8,8 – 10,0	8,13
7	10,0 – 11,2	4,02
8	11,2 – 12,4	2,61
9	12,4 – 13,6	1,48
10	13,6 – 14,8	0,57
11	14,8 – 16,0	0,13
12	16,0 – 17,1	0,04
13	17,1 – 18,3	0,01
14	18,3 – 19,5	0,01
15	19,5 - mais	0,00

Pode-se notar na Tabela 4 que os índices topográficos menores, até a classe 6, ocupam 91% da área. Isso é condizente com os conceitos do modelo, em que áreas com índices topográficos maiores tendem a saturar primeiro. Essas áreas saturadas geram escoamento superficial e representam os canais de drenagem ou locais próximos a eles. A Figura 15 exibe a distribuição dos índices topográficos na bacia do rio João Gualberto gerado pelo TOPMODEL. As cores mais claras representam índices topográficos maiores, isto é, os locais mais propensos a saturar.



Figura 15 – Distribuição do índice topográfico gerado pelo TOPMODEL para a bacia do rio João Gualberto, com cores claras representando locais mais propensos a saturar (Fonte: elaborado pela autora).

É possível perceber na Figura 15 que o modelo simula bem a porção oeste da bacia (parte esquerda da figura), local com um relevo mais acidentado (Figura 7), onde as cores claras indicam a rede de drenagem da bacia. A parte leste da bacia, bastante plana e urbanizada, apresentou diversos pontos claros em toda sua extensão mostrando que a água se acumula nesses locais. Este relevo plano foi o principal responsável pela área de acumulação da bacia (a_i) no exutório não corresponder à área total da bacia, visto que a água se acumulou em diversos pontos nessa parte.

Após a definição do evento para a simulação, da função de atraso (item 3.3.1), e da distribuição do índice topográfico para a bacia é necessário escolher os parâmetros para a simulação. A escolha dos parâmetros foi feita com base na bibliografia e no melhor ajuste da vazão simulada com a vazão observada, uma combinação de um índice de Nash-Sutcliffe mais próximo de um, e na menor diferença entre os

volumes gerados pelos hidrogramas. O melhor conjunto de parâmetros para o evento de calibração está exposto na Tabela 5.

Tabela 5. Valores dos parâmetros de entrada do TOPMODEL no R.

Parâmetro	Valor	Unidade
qs_0	$1,75 \text{ e}^{-4}$	m
$\ln Te$	1,35	m^2/h
m	0,032	m
Sr_0	0,02	m
Sr_{\max}	0,05	m
td	20	h/m
vr	700	m/h
k_0	1	m/h
CD	1	m
dt	1	h

Esse conjunto de parâmetros correspondeu a um índice de Nash-Sutcliffe de 0,88, e a uma diferença de volume entre os hidrogramas observado e simulado equivalente a 1,52% do volume total observado.

A vazão sub-superficial inicial (qs_0) corresponde à vazão de base, quanto maior qs_0 , maior a vazão de base. Esse parâmetro foi ajustado por comparação visual com o hidrograma da vazão simulada.

O logaritmo médio de T_0 ($\ln Te$) é constante para a bacia. Em uma revisão de parâmetros aplicados em trabalhos com TOPMODEL, Beven (1997) encontrou uma faixa de valores de -7,3 a 7,7 para $\ln Te$. Este parâmetro influenciou de modo significativo a simulação e o valor utilizado, $1,35 \text{ m}^2/\text{h}$, representou adequadamente a simulação. Varella e Campana utilizaram um $\ln Te$ de $2 \text{ m}^2/\text{h}$ para a bacia com grade de 30 x 30m e Coelho (2003) utilizou $0,8 \text{ m}^2/\text{h}$ para a bacia com grade de 50 x 50m.

A simulação se mostrou bastante sensível ao parâmetro de decaimento da transmissividade, m . De acordo com Beven (2012), este parâmetro pode ser determinado por curvas de recessão quando essas não forem fortemente influenciadas por evapotranspiração. Segundo uma revisão dos parâmetros utilizados, Beven (1997) encontrou uma faixa de valores de 0,003 até 0,1 m. Em trabalhos brasileiros Mine e Clarke (1996) utilizaram um valor de 0,002 m, Varella e Campana (2000) utilizaram 0,1 m e Coelho (2003) usou 0,0225 m.

O reservatório que representa as perdas por interceptação, Sr_z , possui capacidade máxima Sr_{\max} e valor inicial de Sr_0 . O valor de Sr_{\max} foi o mesmo utilizado por Mine e Clarke (1996), por Varella e

Campana (2000) e por Coelho (2003): 0,05 m. Já o Sr_0 apresentou um valor dez vezes maior do que o utilizado por Varella e Campana (2000) e por Coelho (2003): 0,002 m. Optou-se por 0,02 m visto que este representou melhor o evento simulado.

Para o parâmetro t_d , tempo médio de residência do fluxo vertical (q_v) na zona não saturada (S_{uz}) por unidade de déficit de armazenamento (S_i), optou-se por um valor utilizado na faixa indicada para o caso de uma bacia impermeável, entre 10 e 50 h/m' de acordo com Iorgulescu et al. (1994) *apud* Mine e Clarke (1996). O valor utilizado neste trabalho (10 h/m) foi abaixo do aplicado por Mine e Clarke (1996) e Varella e Campana (2000) de 50 h/m, por ter apresentado melhores resultados. Silva e Kobiyama (2007) utilizaram uma faixa de 4,44 a 86,30 h/m.

A velocidade de propagação no canal principal (v_r) foi estimada comparando o pico do hidrograma simulado com o observado. Um valor maior de velocidade faz com que o pico do hidrograma ocorra antes, enquanto que menores velocidades levam a um pico do hidrograma atrasado. Em trabalhos brasileiros, Varella e Campana (2000) utilizaram a velocidade de 1000 m/h em uma bacia de 114 km², e Mine e Clarke (1996) usaram 3960 m/h para uma bacia de 42 km². Silva e Kobiyama (2007) encontraram um intervalo de validação de 315,51 a 371,72 m/h.

A condutividade hidráulica saturada na superfície (k_0) foi estimada com um valor alto de forma a não permitir o escoamento por excesso de infiltração. Mesmo metade da bacia do rio João Gualberto sendo urbanizada, o que facilitaria o escoamento por excesso de infiltração, optou-se por esse valor para k_0 com base na bibliografia, onde em sua maior parte não se tem medição deste parâmetro, e os valores obtidos pela calibração são altos. O valor de 1,0 m/h foi utilizado por Varella e Campana (2000). Moraes et al. (2003) encontraram um valor de calibração de k_0 de 35 m/h, enquanto que os valores medidos não ultrapassaram 0,30 m/h.

A drenagem capilar (CD) não demonstrou afetar o hidrograma simulado. Foram testados valores de 10^{-4} a 10^4 e não se obteve mudança. Não foi encontrado um valor desse parâmetro em outro trabalho de simulação com o TOPMODEL e, por esse motivo, arbitrou-se o valor para a drenagem capilar.

Beven (1997) ressalta que a calibração do modelo implica em incerteza. Estudos recentes mostraram que em modelos hidrológicos, como no TOPMODEL, há diferentes conjuntos de valores de

parâmetros que irão simular os dados observados quase igualmente bem em termos quantitativos.

A simulação feita para os dias 13 e 14 de outubro, a partir do índice topográfico da bacia e do ajuste dos parâmetros encontra-se na Figura 16.

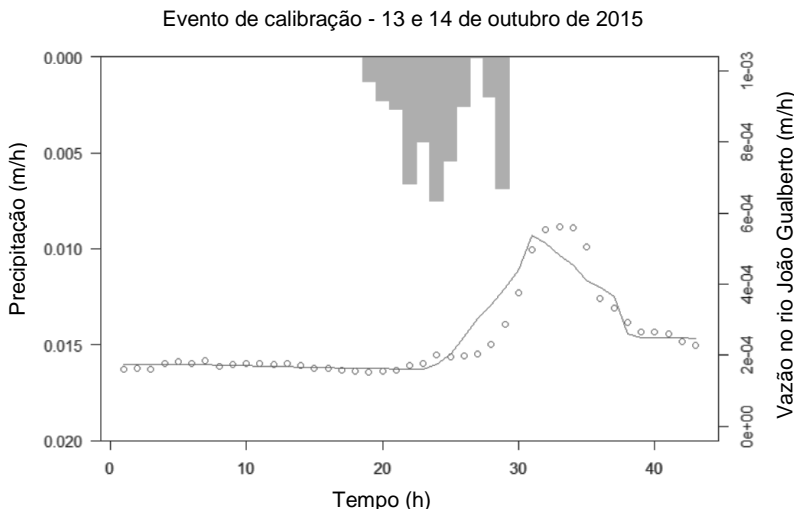


Figura 16 – Simulação no TOPMODEL para o evento de calibração no rio João Gualberto (Fonte: elaborado pela autora).

É possível notar na Figura 16 que o pico do hidrograma simulado não representa muito bem o pico do observado. Percebe-se também que as recessões dos hidrogramas possuem comportamento distinto. O hidrograma observado possui um pico mais suave, enquanto que o simulado possui um pico mais baixo e pontudo. A recessão, regida principalmente pelo parâmetro de decaimento da transmissividade (m), não foi muito bem representada pelo modelo, apresentando uma recessão brusca. A vazão de base, influenciada pelo parâmetro qs_0 (vazão sub-superficial inicial), foi satisfatoriamente representada pelo modelo.

Na Figura 17 os pontos representam as vazões simuladas e as vazões observadas. Os pontos mais próximos da reta (1:1) indicam vazões melhores simuladas, em que os valores das vazões simuladas e observadas se assemelham mais.

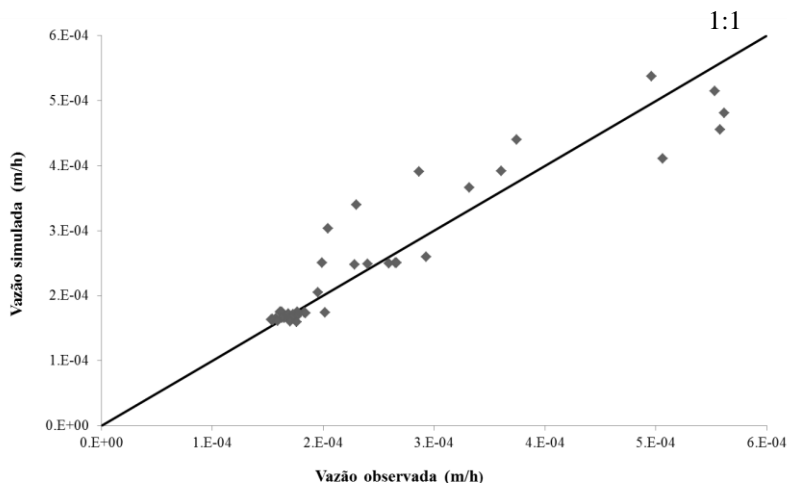


Figura 17 – Gráfico da vazão simulada e vazão observada para o evento de calibração no rio João Gualberto (Fonte: elaborado pela autora).

Os valores mais bem representados foram os menores, os da vazão de base, assim como já mostrado pela Figura 16. O valor de R^2 dos pontos obtido por uma linha de tendência linear foi de 0,897.

4.2. ANÁLISE DE SENSIBILIDADE AO RELEVO

Para a simulação dos cenários de diferentes índices topográficos deve-se, primeiramente, obter a distribuição dos índices topográficos para cada cenário a partir das superfícies geradas pelo método de interpolação superficial (item 3.3.2). Os MNT dos cenários possuem a mesma resolução do MNT da bacia do rio João Gualberto (20x20 m). Foram utilizadas 15 classes de índices topográficos, mesmo número do evento de calibração, para o cálculo dos índices topográficos (λ). Os valores mínimos, médios e máximos de índice topográfico para cada cenário estão dispostos na Tabela 6.

Tabela 6. Índices topográficos dos cenários.

Cenário	λ mínimo	λ médio	λ máximo
C1	5,9	10,9	20,3
C2	4,4	9,1	17,0
C3	3,5	8,2	16,1
C4	2,9	7,6	15,6

Pode-se perceber uma diminuição nos valores dos índices mínimos, médios e máximos à medida que os cenários foram ficando mais íngremes. Esse fato é condizente com o cálculo do índice topográfico local (λ_i) (equação (4)) em que um aumento na declividade local ($\tan\beta_i$) leva a uma diminuição do índice.

Estes cenários fazem com que toda água escoe pelo canal principal até o exutório da bacia, com isso espera-se que a área acumulada (a_i) no exutório corresponda à área total da bacia (6261600 m²). Essa expectativa se confirmou nos quatro cenários, onde a área acumulada representou 99,2% da área da bacia.

Para a simulação dos cenários, utilizou-se o mesmo evento de chuva da calibração do modelo, com onze horas consecutivas de precipitação e um total de 42 mm (item 4.1). Porém, acrescentaram-se 26 horas sem chuva às 43 horas de simulação, apenas para que houvesse tempo de todas as recessões acontecerem, totalizando 69 horas.

Os mesmos parâmetros do evento de calibração (Tabela 5) foram empregados na simulação dos cenários, com exceção da velocidade de propagação no canal principal, v_r (m/h). A mudança da velocidade foi feita visto que se espera, para uma bacia mais plana, uma velocidade de escoamento menor no canal principal do que em uma bacia mais íngreme. O cálculo da velocidade foi feito com a fórmula de Manning (15), que indica uma mudança quadrática da velocidade (V) com a declividade do fundo do canal (I).

$$V = \frac{1}{n} Rh^{2/3} \sqrt{I} \quad (15)$$

Considerando que o raio hidráulico (Rh) e o coeficiente de Manning (n) se mantêm iguais, uma vez que a seção e o fundo do canal continuariam os mesmos, a mudança da declividade da bacia ocasionaria uma mudança quadrática na velocidade.

Para estimar as velocidades de propagação no canal principal dos cenários utilizou-se a relação entre a velocidade (v_r) e a declividade média da bacia (I) da etapa da calibração. Considerando essa relação constante para todos os cenários, calcularam-se as velocidades (Tabela 7) a partir das declividades médias da bacia de cada cenário.

Tabela 7. Velocidade de propagação no canal principal para os cenários.

Cenário	v_r (m/h)
C1	236
C2	528

Cenário	vr (m/h)
C3	817
C4	1055

A função de atraso não é a mesma da etapa de calibração, visto que a velocidade de propagação no canal principal (vr) muda. Porém, a matriz utilizada no cálculo do atraso (Tabela 2) foi considerada a mesma da etapa de calibração, apesar da mudança no comprimento de rio principal, que na etapa de calibração contém mais meandros do que o rio dos cenários. Optou-se por utilizar a matriz de atraso da etapa de calibração já que os cenários criados foram apenas para a análise de sensibilidade do modelo a diferentes relevos.

Com os parâmetros definidos e os índices topográficos de cada cenário calculados, fizeram-se as simulações. Os hidrogramas obtidos com as simulações mostraram valores de volumes totais, obtidos a partir da vazão total simulada (Q), bastante variados. Essa diferença também é notada nos volumes gerados por escoamento superficial (qo) e sub-superficial (qs), como mostra a Tabela 8.

Tabela 8. Volumes gerados por escoamento superficial, sub-superficial e total para os cenários.

Cenário	Volumes (m ³)		
	Total	Superficial	Sub-superficial
C1	163810	94405	69405
C2	119350	36923	82427
C3	106780	20449	86331
C4	102857	15457	87400

A diferença de volume total entre C1 e o C4 foi de 63770 m³, o que corresponde a 39% do volume total de C1. O cenário mais plano (C1) apresentou os maiores volumes total e superficial, enquanto que o mais íngreme (C4) obteve os menores volumes total e superficial. Esse fato pode ir contra ao que intuitivamente se espera da diferença de geração de vazão em bacias íngremes e planas. Bacias mais íngremes, em muitos casos, geram mais escoamento superficial do que bacias mais planas, quando se tratam de bacias urbanas, bastante impermeabilizadas. Porém, nas bacias urbanas, a geração de escoamento superficial é devido, na maior parte dos casos, ao excesso da capacidade de infiltração, mecanismo não utilizado neste trabalho.

Essa diferença de volumes totais gerados pode ser devido à contabilização do balanço hídrico no solo feita pelo modelo, dada pelo déficit de armazenamento médio para a bacia (\bar{S}). O TOPMODEL

designa, para índices topográficos mais elevados (C1), um déficit de armazenamento médio para a bacia (\bar{S}) menor do que para bacias mais íngremes (C2). Isso significa um menor espaço para a água no solo, para as bacias mais planas, fazendo com que a água escoe mais superficialmente.

De acordo com a equação (7), o cálculo do déficit de armazenamento médio da bacia (\bar{S}) é atualizado a cada passo de tempo fazendo um balanço hídrico no solo, descontando o escoamento vertical para a zona saturada (q_v) e somando o escoamento sub-superficial (q_s). O escoamento para a zona saturada (q_v), equação (9), depende do tempo (t_d) que a água permanece na zona não saturada (S_{uz}) e do déficit de armazenamento local (S_i). Foi atribuído um valor alto para o tempo que a água permanece na zona não saturada (t_d), fazendo com que o escoamento para a zona saturada (q_v) possua um valor bem baixo e não tenha muita importância na determinação do déficit de armazenamento médio da bacia (\bar{S}).

O déficit de armazenamento local (S_i) também parece não ter grande influência no valor do escoamento para a zona saturada (q_v). O déficit de armazenamento local (S_i) (equação (8)) é calculado a partir do déficit médio do tempo anterior (\bar{S}), do parâmetro de decaimento de transmissividade (m) e da diferença entre o índice topográfico médio e local ($\bar{\lambda} - \lambda_i$). A diferença entre o índice topográfico médio e local não apresentou variação significativa entre os cenários dado o comportamento muito semelhante das curvas de distribuição acumulativa dos índices topográficos para os cenários (Figura 18).

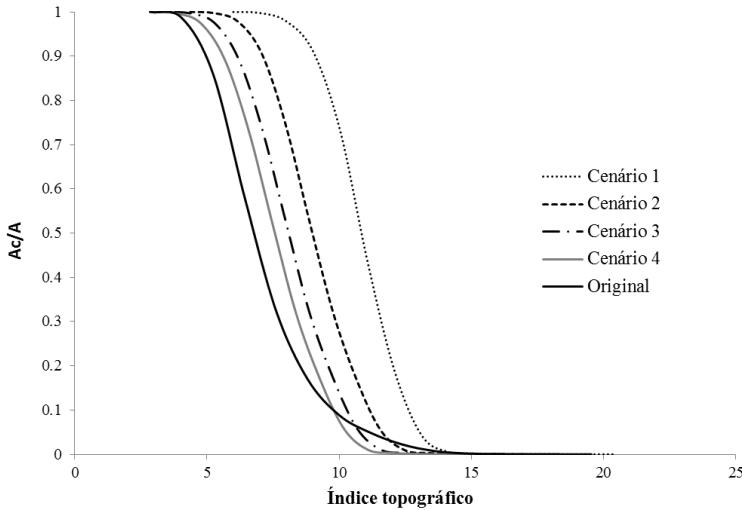


Figura 18 – Curva de distribuição acumulativa dos índices topográficos (Fonte: elaborado pela autora).

A semelhança do comportamento das curvas de distribuição acumulativa dos índices topográficos e o fato do parâmetro m ser o mesmo para os cenários faz com que o déficit de armazenamento local (S_i) não mude muito entre os cenários. Isso confirma a hipótese de que o escoamento para a zona saturada (q_v) influencia pouco na diferença do cálculo do déficit de armazenamento médio da bacia (\bar{S}). Com isso, o escoamento sub-superficial (q_s), fica sendo o fator de maior influência no cálculo do déficit de armazenamento médio da bacia (\bar{S}) e, por consequência, na diferença entre os volumes gerados para cada cenário.

O cálculo do escoamento sub-superficial (q_s) (equação (10)) depende do escoamento sub-superficial na zona saturada (q_{ss}), do déficit de armazenamento médio da bacia do passo de tempo anterior (\bar{S}) e do parâmetro de decaimento da transmissividade (m). O escoamento sub-superficial na zona saturada (q_{ss}) é calculado a partir do parâmetro $\ln Te$ e do índice topográfico médio da bacia ($\bar{\lambda}$), conforme a equação (11). Tendo em vista que o parâmetro $\ln Te$ é o mesmo para todos os cenários, é o índice topográfico médio da bacia ($\bar{\lambda}$) que causa uma mudança no escoamento sub-superficial (q_{ss}).

O aumento no índice topográfico médio da bacia ($\bar{\lambda}$) causa uma diminuição no escoamento sub-superficial (q_{ss}) e por consequência, no escoamento sub-superficial (q_s), como indica a equação (10). Essa

redução no escoamento sub-superficial (qs), faz com que o déficit de armazenamento médio da bacia (\bar{S}) (equação (7)) seja menor, isto é, que haja menos espaço no solo para a água. Concluindo, para bacias com índices topográficos médios ($\bar{\lambda}$) maiores são designados menores déficits de armazenamento médio na bacia (\bar{S}), gerando um maior escoamento superficial (qo).

Dessa mesma forma, bacias mais íngremes (C4), com índices topográficos médios ($\bar{\lambda}$) menores, geram mais escoamento sub-superficial (qs), equação (10), e menos escoamento superficial (qo), como mostra a Tabela 8.

É possível notar na Tabela 8 que o volume gerado pela vazão total (Q) é mais influenciado pelo escoamento superficial (qo), visto que os volumes gerados por escoamento sub-superficial (qs) apresentam valores mais próximos. A diferença de volume superficial (qo) gerado entre C1 e C4 foi de 78948 m³ o que corresponde a 48% do volume total gerado para C1. Já a diferença de volume sub-superficial (qs) gerado entre o C1 e C4 foi de -17995 m³, equivalente a 11% do volume total do C1.

Outro motivo pelo qual a bacia mais plana (C1) obteve maior escoamento superficial é explicado pelo conceito de índice topográfico (equação (4)). Como elucidado no item 2.3, Beven (1997) aponta que o índice topográfico representa a propensão de uma área tornar-se saturada, com índices maiores indicando áreas que irão saturar primeiro. Como C1 obteve os maiores índices topográficos mínimos, médios e máximos, espera-se que essa bacia seja mais frequentemente saturada e, conseqüentemente, gere mais escoamento superficial.

Quinn et al. (1995) mostraram, em um estudo do efeito da topografia no processo de acumulação de água na bacia, um aumento do aporte de água em uma direção apenas, quando aumentava a declividade, $\tan\beta$, a uma potência h , como mostra a Figura 19.

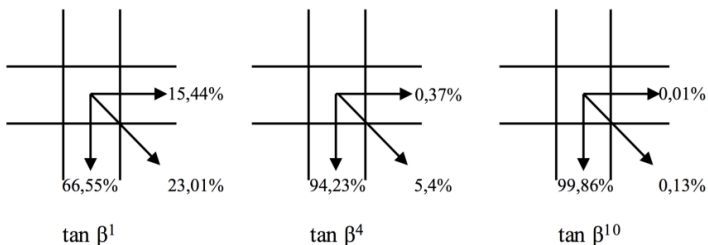


Figura 19 – Efeito do aumento $\tan\beta$ a uma potência h na rotina de acumulação de água (Fonte: modificado de Quinn et al., 1995).

A Figura 18 mostra ainda uma mudança de comportamento da curva de distribuição acumulativa do índice topográfico da bacia do rio João Gualberto em relação às curvas dos cenários. Isso se deve ao padrão de acumulação de água, ai da equação do índice topográfico (4), que nos cenários se comporta de mesma forma, mas na bacia original tem comportamento diferente e a água não escoa toda para o exutório. De forma que, mesmo a bacia original apresentando declividade média de 0,22 m/m, valor maior que C1 e C2, e menor que C3 e C4, sua curva de distribuição acumulativa do índice topográfico não esteja entre as curvas dos cenários.

5. LIMITAÇÕES DO ESTUDO

Ao aplicar o modelo TOPMODEL na bacia do rio João Gualberto encontraram-se diversas dificuldades. A primeira foi a obtenção do índice topográfico, calculado a partir do MNT da bacia, no pacote do TOPMODEL no R. Obtiveram-se valores negativos de índice topográfico para o MNT de grade de 1x1m. Outro problema foi ao inserir o MNT de 20x20m após ter aplicado a ferramenta de preenchimento de buracos do ArcGIS. Com esse MNT, o índice topográfico gerado apresentou diversos pontos sem um valor calculado. Com isso, percebe-se a grande sensibilidade do modelo aos MNT.

Outra dificuldade foi encontrar um evento de chuva em que a vazão no rio João Gualberto apresentasse uma ascensão, de forma que fosse possível a aplicação do TOPMODEL. Dos 16 dias analisados, apenas dois foram utilizados para a simulação. Fica claro também que, para diferentes conjuntos de parâmetros, obtêm-se hidrogramas simulados semelhantes.

6. CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Para a calibração dos parâmetros para um evento, o TOPMODEL não conseguiu representar bem nem o pico nem a recessão do hidrograma observado. Os índices topográficos representaram bem a rede de drenagem da parte oeste da bacia do rio João Gualberto, de relevo mais acidentado. A parte leste da bacia, mais plana e urbanizada, apresentou diversos pontos de acumulação espalhados por sua extensão.

Percebe-se que o índice topográfico possui grande influência no balanço hídrico no solo, representado pelo déficit de armazenamento médio da bacia. Pode-se concluir que o modelo atribui espaços menores de armazenamento de água no solo para as bacias mais planas (de índices topográficos máximos, médios e mínimos maiores).

Ao avaliar a resposta do modelo a cenários de diferentes índices topográficos concluiu-se que, para o cenário mais plano houve um maior volume de escoamento superficial devido ao menor déficit de armazenamento médio dado a bacia, e um menor volume de escoamento sub-superficial. O cenário mais íngreme obteve um menor volume de escoamento superficial e maior volume de escoamento sub-superficial.

A aplicação do TOPMODEL em outras bacias hidrográficas da Lagoa da Conceição seria mais limitada por não haver medição constante de nível, como há para a bacia do rio João Gualberto.

Este trabalho, bem como a maior parte das aplicações do TOPMODEL, não considera a geração de escoamento por excesso de infiltração. Como essa geração de escoamento é a mais presente em bacias urbanizadas, o TOPMODEL não seria o modelo mais recomendado para esse tipo de bacia.

Recomenda-se a calibração dos parâmetros do TOPMODEL para a bacia do rio João Gualberto com mais eventos de chuva em que haja uma ascensão no nível do rio. É necessária a manutenção do sensor de nível e do *datalogger*, de modo que se garantam medições de nível por um longo período.

7. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AMBROISE, B.; BEVEN, K.; FREER, J. **Application of a generalized TOPMODEL to the small Ringelbach catchment, Vosges, France.** Water Resources Research, v. 32, n.7, p. 2147 – 2159, 1996a.

AMBROISE, B.; FREER, J; BEVEN, K.. **Toward a generalization of the TOPMODEL concepts: Topographic indices of hydrological similarity.** Water Resources Research, v. 32, n.7, p. 2135 – 2145, 1996b.

BEVEN, K.J.; KIRKBY, M.J. **A physically based, variable contributing area model of basin hydrology.** Hydrological Sciences Bulletin, v. 24, n. 1, p. 43 – 69, 1979.

BEVEN, K. **Infiltration into a class of vertically non-uniform soils.** Hydrological Sciences, v. 29, p. 425 – 434, 1984.

BEVEN, K. **TOPMODEL: a critique.** Hydrological Processes, v. 11, p. 1069 – 1085, 1997.

BEVEN, K. **Rainfall-runoff modelling.** 2ed. Lancaster: John Wiley & Sons, Ltd, 2012.

BIER, F. B. **Caracterização morfométrica e hidrológica da bacia hidrográfica da Lagoa da Conceição, Florianópolis – SC.** Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Engenharia Sanitária e Ambiental) – UFSC, Florianópolis, 2013.

BRASINGTON, J.; RICHARDS, K. **Interactions between model predictions, parameters and DTM scales for TOPMODEL.** Computer & geosciences, v. 24, n. 4, p. 299 – 314, 1998.

CAMPLING, P.; GOBIN, A.; BEVEN, K.; FEYEN, J. **Rainfall-runoff modelling of a humid tropical catchment: the TOPMODEL approach.** Hydrological Processes, v. 16, n. 2, p.231-253, 2002.

COELHO, F. S. A. **Desenvolvimento de um modelo chuva - deflúvio, para pequenas bacias rurais, a partir dos modelos do hidrograma unitário instantâneo geomorfológico e do TOPMODEL.** Tese (Doutorado em Engenharia Civil) – UNICAMP. Campinas, 2003.

COLLISCHONN, W.; TUCCI, C. E. M. **Ajuste multiobjetivo dos parâmetros de um modelo hidrológico**. RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos. v. 8, n.3, p. 27-39, Jul/Set 2003.

COLLISCHONN, W.; DORNELLES, F. **Hidrologia para engenharia e ciências ambientais**. Porto Alegre: Associação Brasileira de Recursos Hídricos (ABRH), 2013. 336p.

EMBRAPA. **Roteiro de cálculo da evapotranspiração de referência pelo método de PenmanMonteith-FAO**. Circular técnica, 65. Bento Gonçalves, Dez 2006.

FRANCHINI, M.; WENDLING, J.; OBLED, C.; TODINI, E. **Physical interpretation and sensitivity analysis of the TOPMODEL**. Journal of hydrology. Amsterdam, v. 175, p. 293 – 338, 1996.

HANSON, R.T.; FLINT, L.E.; FAUNT, C.C.; GIBBS, D.R.; SCHMID, W. **Hydrologic models and analysis of water availability in Cuyama Valley, California** (ver. 1.1, May 2015): U.S Geological Survey Scientific Investigations Report 2014–5150, 150 p.

JORGENSEN, S.E.; BENDORICCHIO, G. **Fundamentals of ecological modelling**. 3 ed. Oxford: Elsevier, 2001.

KIRKBY, M. **Hillslope runoff processes and models**. Journal of Hydrology Amsterdam, v. 100, p. 315 – 339, 1988.

MAIDMENT, D. R. **Handbook of hydrology**. New York: McGraw-Hill, 1993.

MINE, M. R. M.; CLARKE, R. T. **O uso do TOPMODEL em condições brasileiras: resultado preliminar**. RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos. v. 1, n.2, p.89 – 105, Jul/Dez 1996.

MORAES, J. M.; SCHULER, A. E.; GUANDIQUE, M. E. G.; MILDE, L.C.; GROPPPO, J.D.; MARTINELLI, L. A.; VICTORIA, R. L. **Propriedades físicas dos solos na parametrização de um modelo hidrológico**. RBRH – Revista Brasileira de Recursos Hídricos. v. 8, n.2, p. 61 – 70, Jan/Mar 2003.

MOREL-SEYTOUX, H., J.; NIMMO, J. R. **Soil water retention and maximum capillary drive from saturation to oven dryness**. Water Resources Research, v. 35, n.7, p. 2031 – 2041, 1999.

NRCS. National Resources Conservation Service. United States Department of Agriculture (Org.). **National Engineering Handbook: Part 630 Hydrology**. Washington, Dc: United States Department of Agriculture, 2007.

NIMER, E. **Climatologia do Brasil. Superintendência de Recursos Naturais e Meio Ambiente (SUPREN)**. Rio de Janeiro. IBGE 422p. 1979.

ODRESKI, L. F. **Influência hidrológica nos processos hidrodinâmicos da Lagoa da Conceição, Florianópolis - SC**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) – UFSC, Florianópolis, 2012.

QUINN, P.; BEVEN, K.; CHEVALLIER, P.; PLANCHON, O. **The prediction of hillslope flow paths for distributed hydrological modelling using digital terrain models**. Hydrological Processes, v. 5, p. 59 – 79, 1991.

QUINN, P. F.; BEVEN, K. J.; LAMB, R. **The $\ln(a/\tan b)$ index: how to calculate it and how to use it within the TOPMODEL framework**. Hydrological Processes, v. 9, p. 161 – 182, 1995.

RANZINI, M. **Modelagem hidrológica de uma microbacia florestada da Serra do Mar, SP, com o modelo TOPMODEL – Simulação do comportamento hidrológico em função do corte raso**. Tese (Doutorado em Ciências da Engenharia Ambiental) – USP, São Carlos, 2002.

SCHUOL, J.; ABBASPOUR, K. C.; YANG, H.; SRINIVASAN, R.; ZEHNDER, A. J. B. **Modeling blue and green water availability in Africa**. Water Resources Research, v. 44, 2008.

SILVA, R. V. **Análise comparativa de três formulações do TOPMODEL na bacia do Rio Pequeno – PR**. Dissertação (Mestrado em Engenharia Ambiental) – UFSC. Florianópolis, 2005.

SILVA, R. V.; KOBAYAMA, M. **Estudo comparativo de três formulações do TOPMODEL na bacia do rio Pequeno, São José dos Pinhais, PR.** RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos. v. 12, n.2, p. 93-105, Abr/Jun 2007.

TUCCI, C.E. M. **Modelos hidrológicos.** 2. ed. Porto Alegre: UFRGS, 2005.

VARELLA, R. F.; CAMPANA, N. S. **Simulação matemática do processo de transformação de chuva em vazão: estudo do modelo TOPMODEL.** RBRH - Revista Brasileira de Recursos Hídricos. v. 5, n.4, p. 121-139, Out/Dez 2000.

OLIVEIRA, D. Y. **Identificação dos parâmetros de um modelo de interceptação utilizando um algoritmo de calibração automática.** Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação em Engenharia Sanitária e Ambiental) – UFSC, Florianópolis, 2015.